

長基線レーザー干渉計による地殻ひずみの高精度検出

新谷 昌人*・寺田 聡一**

Accurate Crustal Strain Detection Using Long-Baseline Laser Interferometers

Akito ARAYA* and Souichi TELADA**

Laser strainmeters are geophysical instruments which accurately measure distance change between two points using laser interferometers. A long-baseline interferometer can detect subtle crustal deformation. The laser strainmeters can sense a variety of broadband strain signals such as slow crustal deformation, seismic waves, and coseismic crustal deformation. Two-wavelength laser strainmeters can accurately detect ground strain even in the air by correcting refractive index of the air; because no vacuum system is needed, they can be constructed with low cost. Networking a number of the instruments is very useful for monitoring the crustal deformation in large areas.

Key words: crust, strain, strainmeter, interferometer, two-wavelength interferometer

地球物理学的には日本列島は4枚のプレートの境界付近に位置し、それらの相互作用によって、世界的にみても地震や火山等の地殻活動がきわめて活発な地域となっている。火山はプレートの沈み込み帯に沿っておおよそ線上に分布している。地震については震源を世界地図上に描いてみると、日本列島が見えなくなるほど多数の地震が起きていることに驚かされる。火山活動はおもに活火山を中心とした地域で起きているが、地震の場合は内陸・プレート境界あるいはプレート内部などさまざまな場所で発生している。地震現象を正確に観測し理解することは学術的にも防災の観点からも重要であるものの、発生場所が多様であり、しかも地下深部や海域など地表からアクセス困難であるため、震源近傍で直接観測し性質を明らかにするのは大変難しい。

地中の破壊現象である地震（火山活動によるものも含む）が起こると、震源から弾性波が発生し、比較的遠くまで地震波として伝搬する。現在では地震計が多数の観測点に配置され、オンラインで結ばれた地震観測網により、地震の発生場所・時刻・規模が瞬時に捉えられるようになって

いる。しかし、地震波の観測は地震の破壊的な一面を示しているにすぎず、地震発生の全貌を理解するためには、その原因となるプレート運動や火山活動によって生じたひずみの蓄積プロセスを観測する必要がある。ひずみの蓄積はゆっくりとした現象であり、振り子を使って地面の揺れを検知する地震計で観測することは原理的に困難である。現在では人工衛星による測位技術（GPSなど）を用いて多数の観測点の位置変化を検出し、地殻ひずみが捉えられるようになってきた¹⁾。この方法の利点は観測点の構築が簡易であることである。人工衛星からの電波を受信するアンテナを観測点に設置し、デジタル化された位置情報を記録する（地震計の場合は、地中に設置するための観測壕や孔井を掘削し、岩盤に強固に固定する）。GPS測位の稠密な観測網により、日本列島や各地域の広域的なひずみの変化、地震の前後の地殻変動、火山噴火の予兆的な地殻変動やマグマ移動など、多くの地殻活動が捉えられている。ただし、人工衛星の発するマイクロ波（波長約20 cm）の干渉を用いた方法であるため、位置変化が少なくとも数ミリメートルにならないと検知できないという難点がある。

*東京大学地震研究所（〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1） E-mail: araya@eri.u-tokyo.ac.jp

**産業技術総合研究所計測標準研究部門（〒305-8563 つくば市梅園 1-1-1）

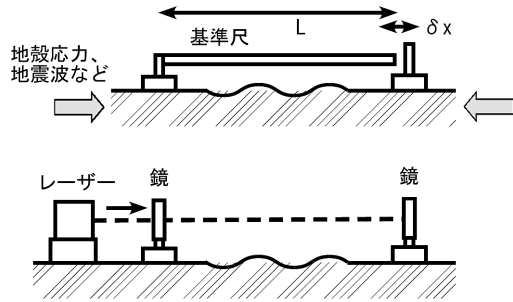


図1 ひずみ計の計測原理. 上: 基準尺を利用したひずみ計, 下: レーザーひずみ計.

一方、分解能の高い地殻変動観測法として、ひずみ計がある。本稿では、神岡 100 m レーザーひずみ計および二波長干渉計を用いたひずみ計について、現状と展望を紹介する。前者は、計測誤差を可能な限り低減させるため、高真空に維持された光路と高精度周波数安定化レーザーによる干渉計を用いて、高いひずみ計測性能を実現したものである。後者は、地殻変動観測網を構築するためにコスト的に有利である大気光路におけるひずみ計測を高精度化する手法である。

1. レーザーひずみ計

ひずみ計（伸縮計ともよばれる）は、石英やインバー合金など温度膨張係数の小さい基準尺（長さ数 m ～数十 m）を観測壕に設置し、地盤の二点間の距離変化を観測するものである（図 1 上）²⁾。分解能は、距離変動の測定距離に対する比率として、 10^{-9} 程度が得られる。1960 年代に地震の前兆現象を捉えることを目指し観測網が構築されたが、震源の現象というよりも観測点付近の岩板状態や気象によって生じた局所的な変動の影響を受けやすいことや、震動や温度変化などで生じる基準尺の誤差の評価が難しいなどの困難があり、現在では地殻変動の観測は GPS 測位が主流となっている。しかし、ひずみ計の高い分解能は地下深部の微妙なひずみを捉えるために有用であり、筆者らは従来の物質の基準尺の代わりに光波長を用いたレーザーひずみ計に着目し、高い分解能で地殻変動を観測する手法開発に取り組んでいる。

1.1 計測原理

レーザーひずみ計は図 1 下のように、基準尺の代わりに基線をレーザー干渉計で構成したものである。基線 L に対する距離変動 δx を使ってひずみは $\varepsilon = \delta x / L$ で表される。図 2 左は非対称マイケルソン干渉計が示されている。長い腕（鏡とビームスプリッターの距離 L_1 ）を、光波長を基準に計測する。計測される干渉縞強度 I_C は、短い腕の長さを L_2 とすると、

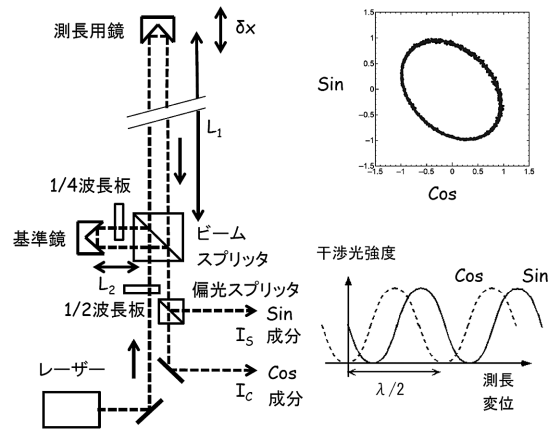


図 2 左: 神岡レーザーひずみ計で使用されている二相レーザー干渉計の構成. 干渉計に挿入された四分の一波長板により垂直偏光と水平偏光の間に約 90 度の位相差を生じさせる. 右: 垂直偏光, 水平偏光の各干渉信号 (下図: 鏡変位に対する干渉光強度, 上図: 下図のリサージュ表示).

$$I_C = I_0 [1 - \cos\{2k(L_1 + \delta x - L_2)\}] \quad (1)$$

と表される。ここで I_0 は干渉振幅、 $k = 2\pi/\lambda$ は光の波数である。 $L_1 \gg L_2$ であり、 L_2 を一定に保持すれば、変動量としては位相変化 $\delta\varphi = 2k\delta x$ からひずみ

$$\varepsilon = \frac{\delta x}{L_1} = \frac{\delta\varphi}{4\pi L_1} \lambda \quad (2)$$

が求められる。実際の干渉計では、位相を連続的に計測するため、図 2 左のように干渉計内に四分の一波長板を配置し、垂直偏光・水平偏光に約 90 度の位相差を生じさせそれぞれの偏光を検出することにより、式 (1) と相補的な

$$I_S = I_0 [1 - \sin\{2k(L_1 + \delta x - L_2)\}] \quad (3)$$

の干渉信号から二位相による変位検出を行っている（図 2 右）。式 (2) より、干渉縞の位相を 10^{-3} rad の分解能で検出すれば、 $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$ 、 $L_1 = 100 \text{ m}$ のひずみ計では $\varepsilon = 4 \times 10^{-13}$ のひずみ分解能が得られる。ただし、レーザー波長の変動 $\delta\lambda$ があるとひずみの計測誤差 $\varepsilon = -\delta\lambda/\lambda$ が生じるため、レーザーの周波数安定度でひずみ検出性能が制限される。

レーザーひずみ計はレーザーが発明されて間もない 1960 年代にすでに実現されていたが³⁾、当時のヘリウムネオンレーザーの周波数安定度は $10^{-8} \sim 10^{-9}$ であった。近年では高い周波数安定度のレーザーが利用できるため、レーザー伸縮計の検出性能の向上が見込まれる。本研究では、ヨウ素安定化された二倍波 Nd:YAG レーザー ($\lambda = 532 \text{ nm}$) を用いており⁴⁾、 10^{-13} よりよい周波数安定度が得られるため、ヘリウムネオンレーザーを用いたレーザーひずみ計と比べ、装置の性能が大幅に向上している。

1.2 神岡 100 m レーザーひずみ計

図 3 に、地下 1000 m の神岡坑内に設置された基線長 100

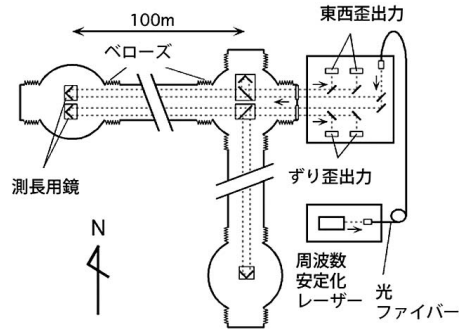
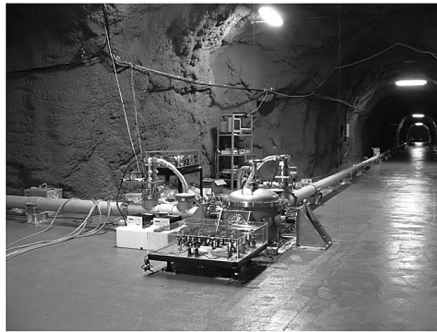


図3 神岡レーザーひずみ計 (左) およびその内部構成の概略図 (右).

m のレーザーひずみ計と、その内部構成の概略図を示す⁵⁾。図3右のように、レーザー干渉計はL字形をした真空容器の内部に構成され、容器内は高真空中に維持されている。式(2)では真空中を仮定したが、干渉計光路中の残留大気や容器内の放出ガスによる屈折率を n とすると、みかけの光路 $L_1 + \delta x - L_2$ が n 倍となり、真空に比べて $\delta x \sim (n-1)L_1$ の光路差が発生する。したがって、ひずみの誤差 $\delta \varepsilon \sim (n-1)$ が生じる。常温1気圧の空気の屈折率は $n-1 \sim 3 \times 10^{-4}$ なので、容器内の圧力を $3 \times 10^{-4} \text{ Pa} (= 3 \times 10^{-9} \text{ 気圧})$ 以下に保持すれば、 $\varepsilon \sim 10^{-12}$ 以内の誤差に抑えられる。

変位を測定するための鏡とビームスプリッターは、岩盤上に設置された真空容器内部にそれぞれ固定されている。また、容器が大気圧で変形する影響を避けるために、100 m の光路を真空に保つダクトと、真空容器の接合部にはベローズが真空容器に対称に挿入されている。対称に配置することにより真空容器に加わる大気圧の正味の力をキャンセルさせ、同時に、100 m ダクトから受けるひずみが真空容器に伝わらない役割も果たす。

1.3 観測結果

レーザーひずみ計は神岡宇宙素粒子観測施設(東京大学宇宙線研究所, 岐阜県飛騨市)に設置され、静穏な地下環境で2003年から観測を行っている。図4は数日間に観測されたひずみ波形の例である。ほぼ一日の周期で変化しているひずみ波形は地球潮汐によるものである。月や太陽の引力により地球が変形することで生じる現象で、海の潮汐と同様に半日・一日・二週間(大潮・小潮に対応)などさまざまな周期の波形が含まれている。引力は月・太陽・地球の天文学的な位置関係や重力法則により高い精度で予測できるから、観測されたひずみから地球の変形しやすさなどの力学的な性質や内部構造の情報が得られる。地震や地殻変動の研究では、標準的な地球モデルで予想した地球潮汐ひずみを差し引いた波形を扱う。

図4の16日にみられるヒゲのような波形が、地震によるひずみ震動である。地震が起こり断層すべりや破壊が起

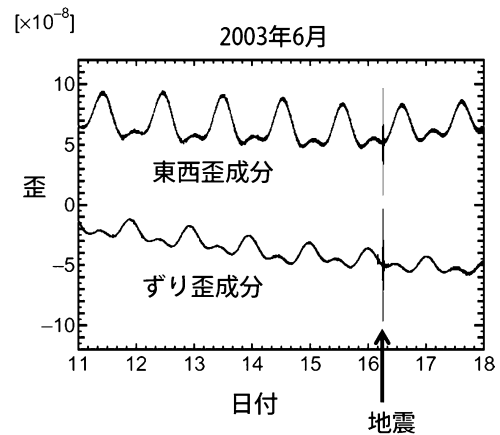


図4 神岡レーザーひずみ計で観測されたひずみ波形。地球潮汐や地震によるひずみ震動が明瞭に捉えられている。

こっているときは弾性波が発生し、地震計によって地震波として捉えられ震源の位置や破壊の様子が解析される。しかし、地震発生前後のひずみ変化は地震波が発生せず、また通常よりもゆっくりと断層がすべり大地震との関連が目ざされているスロー地震⁶⁾は地震計では捉えにくい。これらの現象はひずみ計で観測するのに適している。レーザーひずみ計は地震のゆれや温度変化などによる基準尺の誤差が原理上なく、ひずみの蓄積から地震発生までの地震の全貌をとらえる観測手段として有効と考えられる。

これまでの神岡の観測で、およそマグニチュード6.5以上の地震で神岡から数百 km 以内に震源があれば、地震波のみならず断層運動に伴うひずみ変化がレーザーひずみ計で検知できることがわかった⁷⁾。図5左は2007年7月に日本海の深さ374 kmで起こったマグニチュード6.7の地震によるひずみ波形である。海域で深い地震であるため、地表のひずみは小さく、GPSでひずみをとらえることはできない。観測では、地震前後で $\varepsilon = 5 \times 10^{-10}$ 程度の変化(ひずみステップ)が発生し、地震規模の推定がレーザーひずみ計で正確にできることがわかった。図5右は翌年の茨城沖の地震による観測結果である。震源の方位や断層のずれの方向が前と違うため、異なった大きさ・向きひずみス

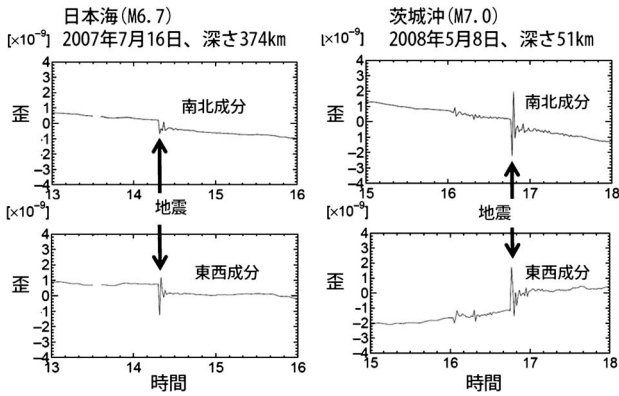


図5 2007年(日本海)および2008年(茨城沖)に起こった地震によるひずみ変化。地震前後で $\varepsilon = (5\sim 10) \times 10^{-10}$ 程度のひずみステップが断層運動の結果生じていることが確認できた。2つの地震で神岡に対する震源の方位や断層のずれの方向が異なるため、異なった向き・大きさのひずみステップとなっている。なお、地震と同時に震動波形も記録されていたが、図では平均化して取り除いている。

トップとなっている。

このように、レーザーひずみ計は地震の発生プロセスの全貌を捉えられる装置であることがわかったが、神岡1か所の観測だけでは観測データに不足がある。地震観測網と同様に、複数のひずみ計を用いた観測網を構築する必要がある。そのためにはレーザーひずみ計の低コスト化が不可欠であり、現状では真空装置のコストが課題となっている。次に紹介する大気中で動作できる二波長干渉計は、この点で有利であると考えられる。

2. 二波長干渉計

光を用いて長さを測定するとき、空気屈折率の影響は非常に大きく、特に長い距離の測定においてはその影響は顕著なものとなる。光路を真空にすることが最良であるが、測長距離と同じ長さの真空パイプを用意しなければならず、コスト的には容易でない。また、現実的に真空パイプを用いることが不可能な場合もある。空気屈折率の値は、大気の大気温度、気圧、湿度、二酸化炭素濃度に依存するが、同時に光の波長によっても依存する。異なる2つの波長の光を用いて同一距離を同一光路で測ることで、その測長距離の違いから空気屈折率を求め、空気屈折率を補正する方法が二波長測長である。国土地理院の展開する電子基準点など、高精度なGPS測位でも、二周波の電波を用いて伝搬遅延の補正が行われている。

空気屈折率の値、および、温度や気圧等によるその値の変化の割合は、光の波長によって異なるので、2つの波長の光を用いた干渉測長によって空気屈折率の補正を行うことができる。このような干渉計は二波長干渉計とよばれ、

これまで多くの研究が行われている^{8,9)}。しかし、二波長干渉計は空気屈折率を補正できる反面、その測長精度は干渉計の分解能の数十倍～百数十倍悪化する。干渉計のフリンジ分解能を非常によくしなければ高精度な測長はできない。しかし、大気中での長距離の測定では、空気屈折率の変化によって干渉縞が数フリンジにわたって比較的早く変化してしまうため、そもそも高い分解能でフリンジ計測が難しい。2つの光の干渉縞をそれぞれ高分解能に計測することは困難であるが、二波長干渉計では2つの光での測定の差が重要であり、この差を直接的かつ高精度に測定する二波長干渉測長を開発し、地殻ひずみ測定に適用した。

2.1 空気屈折率

空気の屈折率は気温 1°C あたり約 -1 ppm 変化し、気圧 1 hPa あたり約 0.3 ppm 変化する。1966年にEdlenが空気屈折率の計算式を提唱し¹⁰⁾、その後、1996年にCiddorが提唱している¹¹⁾。ともに、光の波長と空気の気温、気圧、湿度、二酸化炭素濃度の関数である。

ここで、Ciddorの空気屈折率の計算式について考える。光の真空波長、気温、気圧、湿度、二酸化炭素濃度をそれぞれ λ, T, P, h, x_c とすると、屈折率 n は $n = n(\lambda, T, P, h, x_c)$ と書ける。これは関数形で記述すると以下のようなになる。

$$n(\lambda, T, P, h, x_c) - 1 = n_{\text{axs}}(\lambda) \cdot F(T, P, h, x_c) + n_{\text{ws}}(\lambda) \cdot W(T, P, h, x_c) \quad (4)$$

ここで $n_{\text{axs}}(\lambda)$ は波長 λ の光に対する標準大気での屈折率である。標準大気は、この論文では、 $T = 15^{\circ}\text{C}$ 、 $P = 101325$ Pa、 $h = 0\%$ 、 $x_c = 450$ ppmとしてある。 $F(T, P, h, x_c)$ は求める大気の状態による係数で、標準大気の状態では当然1となる。左辺第二項の $W(T, P, h, x_c)$ は水蒸気補正項である。 $n_{\text{ws}}(\lambda)$ は標準水蒸気での波長 λ の光に対する補正項で、水蒸気の温度 $T = 20^{\circ}\text{C}$ 、水蒸気分圧が $P = 1333$ Paのときを標準水蒸気状態としている。 $W(T, P, h, x_c)$ は、 $h = 0$ のとき、すなわち乾燥空気の場合は、

$$W(T, P, h = 0, x_c) = 0 \quad (5)$$

である。よって、乾燥空気ならば、式(4)は、

$$n(\lambda, T, P, h = 0, x_c) - 1 = n_{\text{axs}}(\lambda) \cdot F(T, P, h = 0, x_c) \quad (6)$$

となり、光の波長のみ関数とそれ以外の関数の積で書ける。

2.2 二波長測長

まず、幾何学的距離と光学的距離という2つの言葉を定義する。幾何学的距離は二点間の真の距離で、光学的距離は光で測ったときの距離である。幾何学的距離 $L^{(\text{Geo})}$ と光学的距離 $L^{(\text{Opt})}(\lambda, T, P, h, x_c)$ との関係は以下のようなになる。

$$L^{(\text{Geo})} = \frac{L^{(\text{Opt})}(\lambda, T, P, h, x_c)}{n(\lambda, T, P, h, x_c)} \quad (7)$$

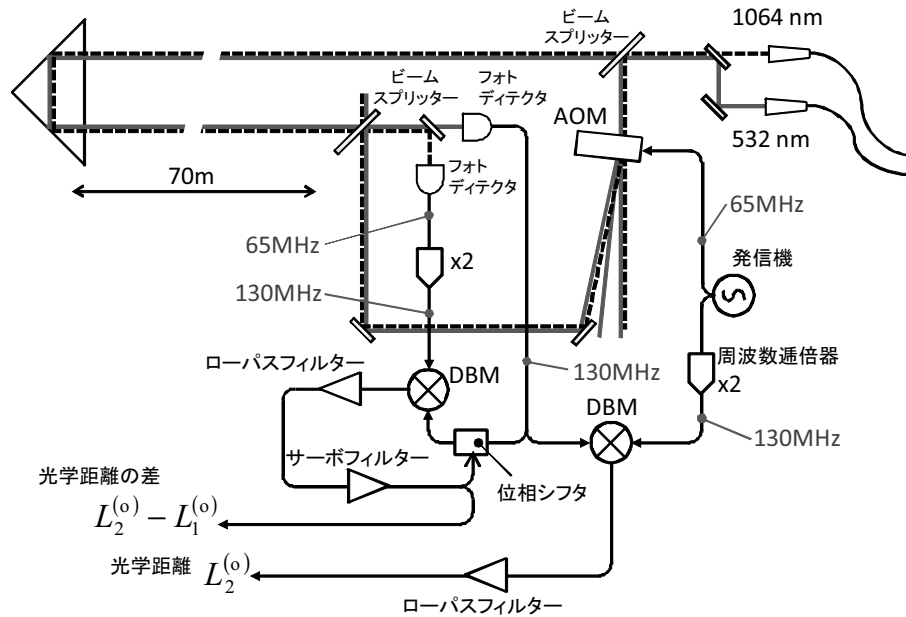


図6 二波長干渉計の光学系と電気系. AOMを用いたヘテロダイン干渉計である. 光源のNd:YAG レーザーはヨウ素分子の吸収線で安定化されている. 測長距離は約70 mである.

空気中で光を用いて距離を測る場合、直接的に測れるのは光学的距離である。干渉計の場合、光源の真空波長と干渉縞のフリンジ数、および、フリンジ位相から計測される。よって、 $L^{(Opt)}(\lambda, T, P, h, x_c)$ を単に $L^{(Opt)}(\lambda)$ と書く。

空気中で異なる2つの波長の光を用いて同一光路を測った場合、その幾何学的距離は同じであるが、光学的距離は異なる。なぜならば、空気屈折率の値は波長によって異なるからである。しかし同一光路なので、空気の温度、気圧、湿度、二酸化炭素濃度は同じである。よって、2つの波長の光を用いた測長の場合、幾何学的距離は以下のように書ける。

$$L^{(Geo)} = L^{(Opt)}(\lambda_2) - A \cdot \{L^{(Opt)}(\lambda_2) - L^{(Opt)}(\lambda_1)\} \quad (8)$$

$$A = \frac{n(\lambda_2, T, P, h, x_c) - 1}{n(\lambda_2, T, P, h, x_c) - n(\lambda_1, T, P, h, x_c)} \quad (9)$$

ここで、2つの波長を λ_1 と λ_2 とした。もし光路の空気が乾燥空気ならば、すなわち、 $h=0$ のとき、式(6)より

$$A = \frac{n_{\text{axs}}(\lambda_2) - 1}{n_{\text{axs}}(\lambda_2) - n_{\text{axs}}(\lambda_1)} \quad (10)$$

となる。 $n_{\text{axs}}(\lambda)$ は標準大気での波長 λ の屈折率なので、 A は2つの波長 λ_1, λ_2 のみの関数であり、光路の空気の状態に依存しなくなる。よって、式(8)より空気の状態を測ることなく、光源の真空波長と干渉フリンジから幾何学的距離を計測できる。

A の値は2つの波長に依存するが、Nd:YAG レーザーの基本波(1064 nm)と第二高調波(532 nm)の場合、約66となる。式(8)より、2つの波長で測長した光学距離の

差を A 倍しているの、幾何学的距離は光学的距離の差の A 倍の精度の悪化がもたらされる。

乾燥空気でない場合、 A の値は空気の状態によって変わる。しかし、空気の状態の変化に対し A の変化は小さいので、単一波長と空気屈折率から幾何学的距離を求めるときより、空気の状態の測定は大まかでよい。

2.3 二波長干渉計

Nd:YAG レーザーの基本波(波長1064 nm)と第二高調波(532 nm)を光源とする二波長干渉計を紹介する。基本波のレーザーから非線形結晶を用いて第二高調波を生成しているの、基本波と第二高調波の真空波長は正確に2倍である。この光源を用いて干渉計を作成した。干渉計はヘテロダイン干渉計である(図6)。光源の基本波のレーザービームと第二高調波のレーザービームは、それぞれ偏波面保存ファイバーを用いて干渉計に導かれている。2つのビームは高調波ビームスプリッターとよばれる、基本波を透過し、第二高調波を反射するビームスプリッターで結合され、同じ光軸のビームとなる。その結合ビームはビームスプリッターによってそれぞれの波長のビームが参照光路と測長光路に分かれる。参照光路に1つのAcousto Optic Modulator (AOM)を挿入してレーザービームの光周波数を周波数シフトさせ、ヘテロダイン干渉計を構成した。AOMでレーザービームは回折されるが、その回折角は波長に比例するので、基本波の一次回折ビームと第二高調波の二次回折ビームが同じ方向に回折される。一次回折ビームはAOMの駆動周波数だけ周波数シフトを受けるが、

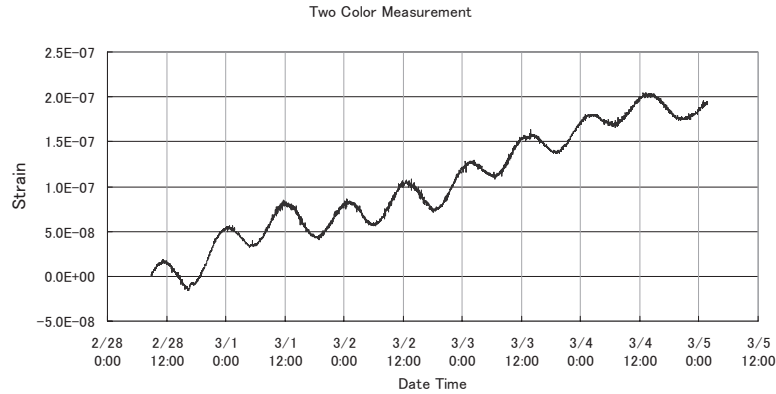


図7 二波長干渉計による空気屈折率補正測長. 約12時間周期の地球潮汐によるひずみ波形が見える.

二次回折ビームはAOMの駆動周波数の2倍の周波数シフトを受ける. この干渉計ではAOMは65 MHzで駆動したので, 基本波は65 MHzの, 第二高調波は130 MHzの周波数シフトする. この基本波の一次回折ビームと第二高調波の二次回折ビームをもう1つのビームスプリッターで, 測長光路を往復してきたビームと結合させヘテロダイン干渉させる. そのビームは高調波ビームスプリッターで基本波と第二高調波に分け, それぞれ光検出器へと導かれる.

基本波の干渉光を受ける光検出器からは65 MHzをベースとした電気信号が出力され, 第二高調波の干渉光を受ける光検出器からは130 MHzをベースとした電気信号が出力される. ここで, 真空中において測長光路が532 nm/sの速度で変化した場合を考える. レーザービームは測長光路を往復しているため, 基本波の干渉光を受ける光検出器の出力周波数は1 Hz変化するが, 第二高調波の出力周波数は波長が半分なので2 Hz変化する. 符号は測長光路が伸びるか縮むかで決まるが, もし基本波の周波数が65.000 001 MHzなら, 第二高調波は130.000 002 MHzになる. そこで, 基本波の光検出器からの電気信号を, 周波数二重倍器を用いて, 周波数を2重倍する. すると, 測長光路が変化していないときは, 2重倍後の周波数は130 MHzで, 532 nm/sの速度で変化したときの2重倍後の周波数は130.000 002 MHzとなり, 第二高調波の信号と同じになる. このことは次のように考えることができる. 非線形光学素子を用いて波長を2倍にした光源の干渉計の信号は2倍の感度をもつ. 一方, 波長はそのままの干渉計で, 干渉信号を周波数二重倍器で電気的に2重倍した信号も2倍の感度をもつ. 光学的と電気的の差はあるにせよ, 周波数を2倍にすることでともに2倍の感度をもたせることができる. さらに重要なのは, AOMの回折次数を基本波に対しては一次回折光を, 第二高調波に対しては二次回折光を用いた点である. これにより, 信号はともに130 MHzを

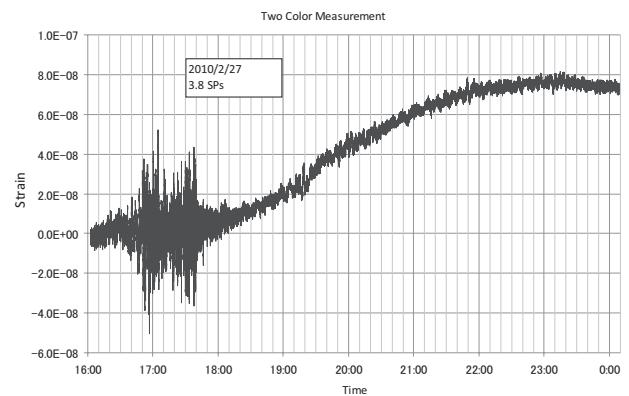


図8 神岡鉱山内でのチリ地震(2010年2月27日, マグニチュード8.8)の観測. 約1時間にわたり大きな振幅の揺れを観測した.

ベースとした信号を得ることができた. 最終的な信号だけを見ると, 2つの波長の干渉計の間には差はないのである.

しかし, 実際に大気中の光路を往復している2つの光, 波長1064 nmの基本波と波長532 nmの第二高調波では空気屈折率は異なるため, 光学的距離および大気状態の変化に伴う光学的距離の変化に違いがある. すなわち, 光学的に2倍にした干渉計の信号と電気的に2倍にした干渉計の信号にはこの差があり, 双方の干渉信号の130 MHzの位相差として現れる. そこで, 2つの干渉信号をdouble balanced mixer (DBM)を用いて電気的に掛け算し, ローパスフィルターで高周波側の信号を除けば, 空気屈折率の差に起因する信号が得られる. 測長距離が長い場合, 空気屈折率のわずかな変化で干渉位相は大きく変化するが, その大半は2つの光に共通であり, これはその差のみを効率的に取り出すことができる方法である.

最終的な測長精度の目標をいくつにするかで信号処理系の構成が変わるが, 今回の地殻ひずみ測定では, 第二高調波の波長の4分の1である133 nmの分解能とした. 測長距離は約70 mなので, 相対精度で 2×10^{-9} である. この二

波長では A の値は約 66 であるので、二波長の差は 2 nm で測定しなければならない。DBM で掛け算して得られた光学距離の差の信号は、266 nm サイクルのサイン波形となるので、その波形の 133 分の 1 位相の分解能で測定しなければならない。ちなみに、この差の信号はゆっくりした変化で、大気環境によるが、1 周期の変化には 1 時間から数時間かかる。

このゆっくりとした信号を高精度に測定するために、DBM で掛け算する前の 130 MHz の干渉信号の片方に電気的位相シフターを用い、DBM の掛け算の出力が常に 0 となるように電気的位相シフターをフィードバック制御し、その制御信号から二波長の干渉信号の位相差を測定している。

二波長干渉計では二波長の光学距離の差だけでなく、少なくともどちらか一方の波長での光学距離の変位測定が必要となる。図 6 では波長の短い第二高調波 532 nm が用いられている。最終的な分解能を 133 nm と設定したため、干渉フリンジの 2 分の 1 の精度で測定すればよく、これは容易なことである。

2.4 観測結果

この二波長干渉計は産業技術総合研究所つくばキャンパス内にある光学トンネルで開発を行い、その後神岡鉱山内に移設し、地殻ひずみの観測を開始した。真空光路を用いた 100 m レーザーひずみ計と二波長干渉計とを比較し、その性能を検証した。二波長干渉計は空気光路であるが、レーザービームは直径 200 mm の塩ビパイプの中を通した。これは空気の大きな流れによるビームのふらつきや誤ってビームを遮るのを防ぐ目的であり、密閉はされていない。このパイプの中に 1 か所のみ気温、気圧、湿度を測定している。観測結果を図 7 に示す。二波長干渉計で地球潮汐によるひずみがはっきり観測されていることがわかる。

この二波長干渉計は二点間の幾何学長の変化に対しては応答も比較的早く、また、ダイナミックレンジも大きい。そのため、地震による揺れも観測できる。図 8 は、チリ地震 (2010 年 2 月 27 日) のときの波形である。このように地震による大きな振幅のひずみでも途切れることなく観測できる。地震の前後で起こるひずみステップをとらえるのにも有用である。

二波長干渉計を用いたひずみ計は、現状では真空光路のレーザーひずみ計に比べて測定精度が及ばないが、最大のメリットはそのコストにある。特に測長距離が長くなれば、その差は大きくなる。従来のひずみ計で問題となっていた局所的な変動の影響は、長基線化することにより空間的に平均化され低減される。本稿で紹介した二波長干渉計は、地球潮汐によるひずみや地震波を検知し、ひずみ計として必要な性能が得られている。測長距離が長くなればコストはあまり変わらずひずみ検出性能は向上するため、長基線の地殻ひずみ測定にふさわしい計測技術である。全国にある廃坑や使用されていない鉄道トンネル等を活用し、多数の装置でひずみ観測網を構築できれば、広域的な地盤の精密モニターができること期待される。

文 献

- 1) Y. Hatanaka: "Enhancement of continuous GPS networks as geoscientific sensors: Resolving signal/noise of GPS observable," *J. Geod. Soc. Jpn.*, **52** (2006) 1-19.
- 2) H. Benioff: "Fused quartz extensometer for secular, tidal, and seismic strains," *Geol. Soc. Am. Bull.*, **70** (1959) 1019-1032.
- 3) V. Vali, R. S. Krogstad and R. W. Moss: "Laser interferometer for earth strain measurements," *Rev. Sci. Instrum.*, **36** (1965) 1352-1355.
- 4) F. L. Hong, J. Ishikawa, Z. Y. Bi, J. Zhang, K. Seta, A. Onae, J. Yoda and H. Matsumoto: "Portable I-2-stabilized Nd: YAG laser for international comparisons," *IEEE Trans. Instrum. Meas.*, **50** (2001) 486-489.
- 5) 新谷昌人: "長基線レーザー干渉計による地殻ひずみの精密観測", *精密工学会誌*, **77** (2011) 367-371.
- 6) H. Hirose, Y. Asano, K. Obara, T. Kimura, T. Matsuzawa, S. Tanaka and T. Maeda: "Slow earthquakes linked along dip in the Nankai subduction zone," *Science*, **330** (2010) 1502.
- 7) A. Araya, A. Takamori, W. Morii, H. Hayakawa, T. Uchiyama, M. Ohashi, S. Telada and S. Takemoto: "Analyses of far-field coseismic crustal deformation observed by a new laser distance measurement system," *Geophys. J. Int.*, **181** (2010) 127-140.
- 8) L. Zeng, H. Matsumoto and K. Seta: "Group-phase refractive index method for improving the accuracy in two-color interferometric length measurements," *Rev. Sci. Instrum.*, **70** (1999) 2917-2920.
- 9) I. Fujima, G. Xie and K. Seta: "Precise measurement of the difference of the air refractive indices between visible and near-infrared wavelength using two-color interferometer," *Proc. SPIE*, **3897** (1999) 767-772.
- 10) B. Edlen: "The refractive index of air," *Metrologia*, **2** (1966) 71-80.
- 11) P. E. Ciddor: "Refractive index of air: New equations for the visible and near infrared," *Appl. Opt.*, **35** (1996) 1566-1573.

(2013 年 10 月 2 日受理)